

Transport de la neige par le vent, observations et modélisation en Terre Adélie, Antarctique

A. Trouvilliez^{1&2}, H. Gallée¹, F. Naaim², C. Genthon¹, V. Favier¹

¹LGGE, Saint-Martin d'Hères, 38402, France (alexandre.trouvilliez@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

²CEMAGREF, UR ETNA, Saint-Martin d'Hères, 38402, France (florance.naaim@cemagref.fr)

Résumé Le Bilan de Masse de Surface (BMS) de la calotte antarctique est probablement la seule importante contribution négative à la hausse du niveau moyen des mers. La contribution de la neige soufflée semble jouer un rôle important dans le BMS à la côte antarctique, particulièrement aux endroits où les vents sont violents. Le Modèle Atmosphérique Régional est un modèle développé au LGGE possédant un module de neige soufflée. Pour valider ce module, des instruments spécifiques à la mesure de neige soufflée, des FlowCaps, ont été installés près du camp d'été de Cap Prud'homme, en Terre Adélie, en ajout aux mesures météorologiques classiques. Une comparaison des événements de neige soufflée observés par les FlowCaps et modélisés par le MAR est faite. La comparaison porte sur le mois de janvier 2010. La météorologie générale de la région tout comme les événements de neige soufflée semblent bien reproduits par le modèle.

Introduction

La neige soufflée représente une part importante du Bilan de Masse de Surface, surtout à la côte. Ce serait même le processus le plus important des composantes négatives du BMS dans les zones de glace bleue (Genthon et al., 2007). Sa modélisation revêt une forte importance pour appréhender l'avenir de la calotte. Actuellement aucun des modèles de circulation générale utilisés par le GIEC ne prend en compte la neige soufflée. Un Modèle Atmosphérique Régional (le MAR) est actuellement développé au Laboratoire de Géologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE). Il possède un module de neige soufflée déjà opérationnel (Gallée et al., 2001 ; Gallée et al., 2005). Il pourrait ainsi permettre d'évaluer l'erreur faite sur le BMS en Antarctique par les modèles sur la non prise en compte de ce processus physique.

La validation d'un module de neige soufflée est difficile de part le peu d'observations fiables de mesures de flux de neige soufflée en milieu polaire existantes (Budd et al., 1965, Mellor et Fellers, 1986, Mann et al., 2000, Scarchilli et al., 2010). Dans le but d'obtenir des mesures de neige soufflée valides tant au niveau événementiel que quantitatif, des capteurs spécifiques à la mesure de neige soufflée ont été installés en Terre Adélie. Ces capteurs ont été fixés sur une station météorologique déjà existante nommée D3 à 300m de la station de Cap Prud'homme (66°41S, 139°55'E, altitude 30m). Des doutes ont été émis sur la validité des mesures de flux obtenus par les capteurs en se basant sur la calibration des capteurs (Cierco et al., 2007, Naaim et al., 2010). Nous n'utiliserons les FlowCaps qu'au niveau événementiel où leur qualité n'a jamais été mise en cause.

Le mois de janvier est étudié pour plusieurs raisons. D'une part durant cette courte période différents phénomènes météorologiques se sont produits (précipitations neigeuses et aqueuses, neige soufflée, jours blancs, etc.). D'autre part, les observations des Stations Météorologiques Automatiques (SMA) ont pu être vérifiées par du personnel présent sur place.

Observations et résultats

Description du MAR

Les principales caractéristiques du module couplé atmosphère-manteaux neigeux-neige soufflée vont être décrites. Ce module est une version remaniée de celui précédemment publié (Gallée et al., 2001 ; Gallée et al., 2005). Une description complète de la dynamique atmosphérique est disponible dans Gallée et Shayes (1994).

La dynamique atmosphérique au sein du MAR est basée sur l'approximation hydrostatique des équations primitives. La coordonnée verticale est la pression normalisée. Le sommet du modèle est situé au niveau de pression 1Pa. La paramétrisation de la turbulence de la Couche Limite de Surface (CLS) prend en compte l'effet stabilisateur par la neige soufflée (Gallée et al., 2001).

Les équations pronostiques sont utilisées pour décrire 5 espèces d'eau (Gallée, 1995) : l'humidité spécifique, l'eau

nuageuse, les cristaux de glace, les goutte d'eau et les particules de neige. La paramétrisation de la microphysique nuageuse est issue des travaux de Kessler (1969), Lin et al. (1983), Meyers et al. (1992) et Levkov et al. (1992). Le flux de neige soufflée est une source directe dans l'équation pronostique des particules de neige. L'influence du poids de ces particules sur les vents catabatiques est donc prise en compte. De plus, la sublimation de ces particules aériennes de neige est une contribution directe au budget d'humidité et au bilan thermique.

Les calculs des transferts radiatifs à travers l'atmosphère sont basés sur les travaux de Morcrette (2002) et identiques à ceux utilisés dans les réanalyses de ERA-40. Les particules de neige soufflée sont plutôt de petites tailles (Walden et al, 2003) et peuvent avoir un impact sur les transferts radiatifs. L'influence des ces particules de neige sur la profondeur optique est pris en compte (Gallée et Gorodetskaya, 2010).

Les processus de surface dans le MAR sont modélisés par le schéma SISVAT (Soil – Ice – Snow – Vegetation – Atmosphere –Transfert). Les caractéristiques du sol sur la calotte antarctique sont celles de la neige continentale. L'influence de l'érosion-dépôt de neige sur la rugosité de surface est prise en compte en permettant à la longueur de rugosité d'augmenter en fonction du vent lorsque la neige est érodée. Le temps de formation des sastrugi est pris comme étant d'environ une demi-journée (Andreas, 1995) ; la longueur de rugosité peut augmenter jusqu'à 10mm pour un vent d'une vitesse de 20 m/s. La longueur de rugosité peut diminuer lorsqu'une précipitation se produit sans déplacement de cette neige. Dans ce cas, les sastrugi sont supposés être progressivement enterrés par la neige déposée. Les sastrugi font parti de la rugosité de surface et de ce fait sont responsables d'une partie de la friction de vélocité qui dissipe une partie de l'énergie disponible pour l'érosion de la neige par le vent. La contribution de la forme des sastrugi sur la décroissance de l'efficacité du flux de neige érodée est prise en compte dans le MAR d'après Marticorena et Bergamatti (1995). La densification de la neige par le vent est également incluse dans SISVAT. La densité des particules de neige soufflée déposées est, contrairement aux articles précédents, basés sur la paramétrisation de Kotlyakov (1961) :

$$\rho = 104 (V - 6)^{0.5}$$

Avec ρ la densité en kg/m^3 , et V supérieur à 6 m/s la vitesse des vents.

La densification du manteau neigeux par le vent implique une augmentation de la vitesse de frottement seuil permettant l'érosion. Le modèle avec le module de neige soufflée qui vient d'être esquissé a besoin de données pour vérifier sa validité dans les conditions antarctiques extrêmes.

Description du site

Les sites d'observations sont proches du camp d'été franco-italien de Cap Prud'homme (CP) situé à près de 5 km de la station de Dumont D'Urville (DDU). A cette dernière, un long enregistrement de variables météorologiques est disponible. Une station météorologique a également été déployée en 1984 au point appelé D10 situé à 4 km de CP sur la route du Raid qui relie CP à Dôme Concordia. Les enregistrements montrent que de puissants vents catabatiques soufflent dans cette région pouvant atteindre les 200 km/h. De telles occurrences et vitesses de vent sont responsables d'une fréquente présence de neige soufflée en Terre Adélie. Cette occurrence était déjà frappante lors de l'expédition du commandant Charcot entre 1949-51 à Port Martin. Pour estimer le BMS, un observatoire a été déployé à la côte depuis 2004. Les résultats montrent que le BMS est négatif dans le premier 1km côtier souvent constitué de glace bleue avant de devenir positif à l'intérieur des terres. La neige soufflée est le terme négatif le plus important du BMS dans cette zone (Genthon et al., 2007). Ce site se révèle être un endroit intéressant pour l'acquisition de mesures de neige soufflée.

Pour réaliser ces mesures, des capteurs spécifiques à la neige soufflée ont été installés, des FlowCaps de IAV Technology (Chritin et al., 1999). Ils permettent de mesurer la pression acoustique créée par les particules de neige soufflée et d'en déduire le flux de neige. Ils sont composés dans le cas de cette installation de 3 tubes de 1m installé verticalement entre 0 et 3 m de hauteur. Ils sont placés à un point appelé D3, à 900 m de CP, au niveau de l'équilibre du BMS. De récentes études ont montrées que cette valeur de flux était surestimée (Cierco et al., 2007 ; Naaim et al., 2010). Par contre ils se révèlent fiables au niveau de l'occurrence de transport. L'avantage de ces capteurs réside dans leurs robustesses et leurs installations dans la zone de saltation ce qui permet de détecter le transport même en cas de faible flux.

Une SMA avec mesure de température et d'humidité relative de l'air, de vitesse et de direction des vents et de

hauteur de neige est associée à la mesure de neige soufflée faite par les FlowCaps. Toutes ces mesures sont faites à 2m de hauteur et moyennées sur une demi-heure à partir de mesures réalisées toutes les 10s. Une autre SMA identique à celle de D3 est installée au point nommé D17 situé à 9km de CP. Cette dernière est par contre située en zone de BMS positif et montre des variations importantes d'accumulation à l'échelle du kilomètre. Bien qu'éloignée de seulement 7km, les 2 stations possèdent de fortes différences en terme de SMB et il est important de vérifier la météorologie sur ces 2 sites.

Résultats

Le MAR a été initialisé avec une grille de 5km autour des points de D3 et D17. 60 niveaux verticaux ont été simulés avec une forte résolution dans les couches basses de l'atmosphère. Le premier niveau se trouve à 2m de hauteur où se font les mesures météorologiques. Par contre cela ne permet pas de mesurer la forte concentration de neige soufflée dans la couche de saltation. Une simulation en 2-D avec une résolution beaucoup plus fine près de la surface a été faite. La comparaison des flux à 2m de hauteur entre les 2 simulations montrent des concentrations proches.

La figure 1 montre les températures observées et celles simulées à D17 à 2m au-dessus de la surface.

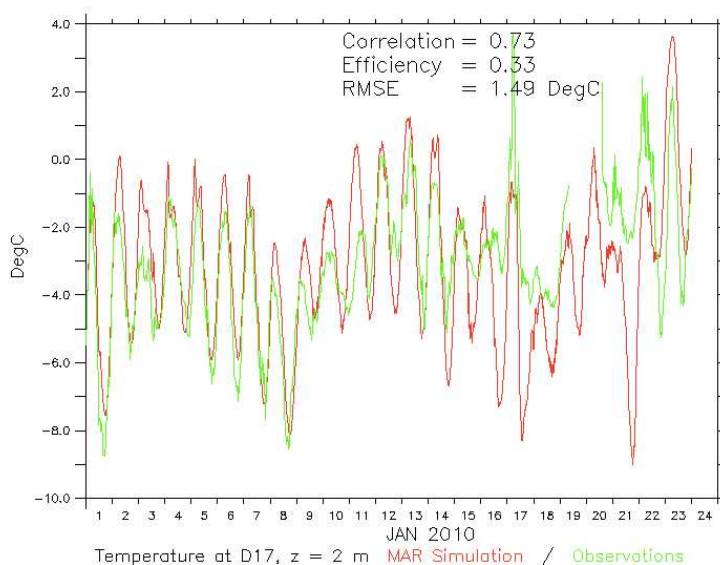


Figure 1 Température à D17 à 2m de hauteur observée (vert) et modélisée (rouge) lors du mois de janvier 2010

Le test statistique de Nash et Sutcliffe (1970) est utilisé pour comparer les deux températures. Il est défini comme :

$$E = 1 - \text{RMSE}^2 / \sigma^2$$

Où σ et RMSE sont respectivement l'écart type et l'erreur quadratique moyenne de la température simulée.

Ce test varie entre $-\infty$ et 1. Plus la valeur est proche de 1, plus la modélisation est bonne. Une valeur positive correspond à un RMSE supérieur à la variance, justifiant ainsi une modélisation plus fidèle que la variance des données. La corrélation entre les deux températures est forte (0,73) avec un test positif (0,33). Le MAR surestime la température du cycle diurne, surtout le 14 janvier. Cette surestimation probablement due à une surestimation (sous estimation) des courtes (longues) longueur d'ondes durant la journée (nuit) et peut être expliqué par une sous

estimation de la couverture nuageuse.

La figure 2 montre la vitesse des vents demi horaire observées à D17 à 2m de hauteur observés et simulés par le MAR.

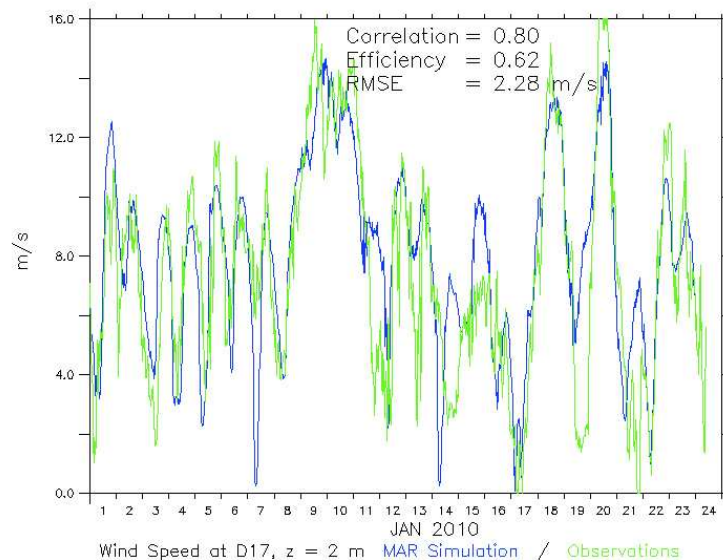


Figure 2 Vitesse de vent à D17 à 2m de hauteur observée (vert) et modélisée (bleu) lors du mois de janvier 2010

La corrélation entre les deux est plus importante que pour la température (0,80) avec un test statistique encore meilleur (0,62). Les maxima et leurs temporalités sont bien reproduits également exception faite du 15 janvier où le Mar surestime les vents. Cette bonne modélisation peut être expliquée par la présence de radiosondages journaliers. Ces derniers sont utilisés dans les analyses de l'ECMWF qui contraignent le modèle aux limites.

Le MAR simule de manière correcte la météorologie sur la région de Terre Adélie et les paramètres clefs que sont la vitesse des vents et la température. L'étude sur la neige soufflée peut être menée. La figure 3 représente les événements de neige soufflée vu par les capteurs acoustiques et ceux simulés par le MAR.

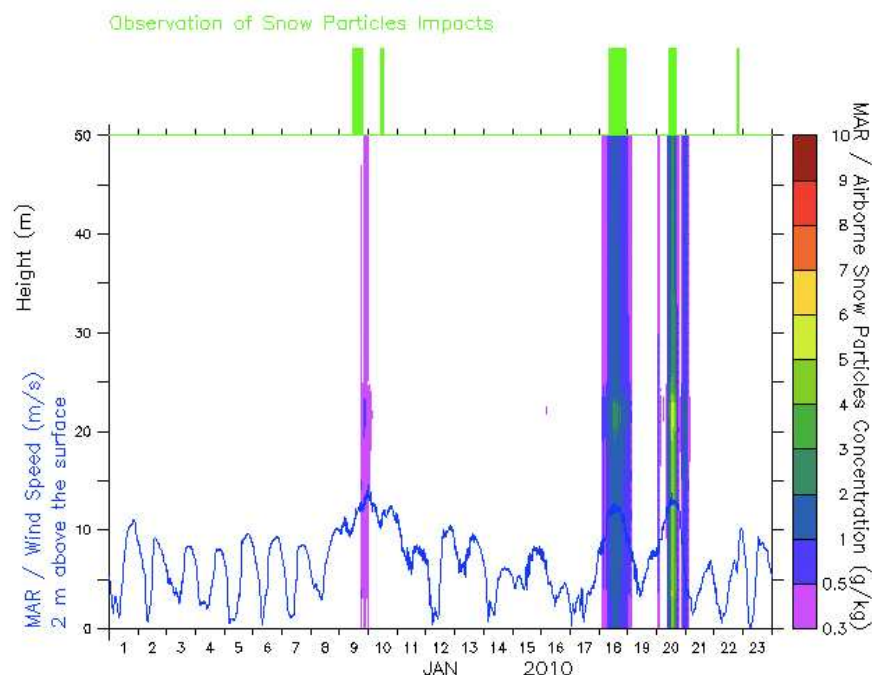


Figure 3 Episodes de neige soufflée observés (barres vertes supérieures) et modélisés (échelle colorimétrique) par rapport à la vitesse des vents (courbe bleue) à D3 lors du mois de janvier 2010

Trois épisodes de neige soufflée sont simulées par le MAR le 9 puis le 18-19 et enfin le 20-21 janvier de manière concomitante avec les Flowcaps. L'épisode du 22 janvier vu par les FlowCaps n'est pas modélisé, cependant le MAR sous estime la vitesse des vents cette journée. Le MAR est donc capable de reproduire la temporalité des événements de neige soufflée lorsque la météorologie est bien simulée.

Discussion et conclusion

La région de Terre Adélie est une zone intéressante pour étudier la neige soufflée. De part la vitesse des vents importantes et leur fréquence, c'est un processus physique souvent présent. Les variables météorologiques modélisées proche de la côte par le MAR sont en accord avec les observations sauf un biais chaud dans le cycle diurne. L'évènementiel de neige soufflée est également proche des observations quand la vitesse des vents est bien modélisée. Une modélisation sur de plus longues périodes permettrait de tester l'adéquation du MAR dans d'autres conditions. Une comparaison avec des valeurs de flux est également nécessaire pour comparer la modélisation du MAR et pouvoir, s'il est validé, estimer l'erreur faite par les modèles de circulation générale sur le BMS de l'Antarctique en ne prenant pas en compte ce processus.

Remerciements. Merci au programme européen ICE2SEA et à l'IPEV pour son soutien logistique et financier.

Références

- Andreas, E.L., (1995), Physically based model of the form drag associated with sastrugi, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Report, United States, CRREL Report No: CR 95-16.
- Budd, W. F., W. R. J. Dingle and U. Radok, (1965), The Byrd Snow Drift Project: Outline and basic Results, American Geophysical Union, Antarctic Research Series 7, 71 – 134.
- Chritin, V., Bolognesi, R. and H. Gubler, (1999), Flowcapt: a new acoustic sensor to measure snowdrift and wind velocity for avalanche forecasting, Cold Regions Science and Technology, 30, 125 – 133.
- Cierco, F.X., NaaimBouvet, F., and H. Bellot, (2007), Acoustic sensors for snowdrift measurements: How should they be used for research purposes?, Cold Regions Science and Technology, 49, 74 – 89.

- Duynkerke, P. G., (1988), Application of the E-closure model to the neutral ε and stable boundary Layer, *J. Atmos. Sci.*, 45, 865–880.
- Gallée, H., and G. Schayes, (1994), Development of a Three Dimensional Mesogamma Primitive Equations Model, Katabatic Winds Simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica, *Monthly Weather Review* 122, 671 – 685.
- Gallée H., (1995), Simulation of the mesocyclonic activity in the Ross Sea, Antarctica, *Monthly Weather Review* 123, 2051–2069.
- Gallée, H., Guyomarc'h, G., and E. Brun, (2001), Impact of Snow Drift on the Antarctic Ice Sheet Surface Mass Balance: Possible Sensitivity to Snow Surface Properties, *Boundary-Layer Meteorol.* 99, 1 – 19.
- Gallée, H., Peyaud, V., and I. Goodwin, (2005), Simulation of the net snow accumulation along the Wilkes Land transect, Antarctica, with a regional climate model, *Ann. Glaciol.*, 41, 17 – 22.
- Gallée, H., and I. Gorodetskaya, (2010), Validation of a limited area model over Dome C, Antarctic Plateau, during winter, *Climate Dynamics*, 23(1) 61 – 72.
- Genthon, C., P Lardeux and G. Krinner, (2007), The surface accumulation and ablation of a blue ice area near Cap Prudhomme, Adélie Land, Antarctica, *J. Glaciol.*, 183, (53) 635-645.
- Kessler, E., (1969), On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations, *Met. Monograph*, 10, No.32, American Meteorological Society, Boston, 84 pp.
- Kotlyakov, V.M., (1961), Results of a Study of the Processes of Formation and Structure of the Upper Layer of the Ice Sheet in Eastern Antarctica, *Antarctic Glaciology*, 55, IAHS Press, 88 – 99.
- Levkov, L., B. Rockel, H. Kapitza and E. Raschke (1992), 3D Meso-Scale Numerical Studies of Cirrus and Stratus Clouds by their Time and Space Evolution, *Contrib. Atmos. Phys.* 65, 35–58.
- Lin, Y.J., Farley, R.D., and H.D. Orville, (1983), Bulk parameterization of the snow-field in a cloud model, *J. Climate. Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.
- Mann G.W., Anderson P.S., and S.D. Mobbs, (2000), Profile measurements of blowing snow at Halley, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 105, 24491 – 24508.
- Martcorena, B., and G. Bergametti, (1995), Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 16,415–16,430.
- Mellor M. and G. Fellers, (1986), Concentration and flux of wind-blown snow, US Army Corps of Engineers, Special Report 86-11.
- Meyers, M.P., P.J. DeMott, and W.R. Cotton, (1992), New primary ice nucleation parameterizations in an explicit cloud model, *J. Appl. Met.*, 31, 708-721.
- Morcrette, J.J., (2002), Assessment of the ECMWF model cloudiness and surface radiation fields at the ARM-SGP site, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 257-277.
- Nash, J.E. and J.V. Sutcliffe, (1970), River flow forecasting through conceptual models part I A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10 (3), 282-290.
- Naaïm-Bouvet F., H. Bellot and M. Naaïm, (2010), Back analysis of drifting snow measurements over an instrumented mountainous site, *Annals of Glaciology*, 51(54).
- Scarchilli, C., M. Frezzotti, P. Grigioni, L. Silvestri, L. Agnoletto, and S. Dolci, (2010), Extraordinary blowing snow transport events in East Antarctica, *Clim Dyn*, 34(7-8), 1195 – 2306.
- Walden, Von P., Stephen G. Warren and E. Tuttle, (2003), Atmospheric Ice Crystals over the Antarctic Plateau in Winter, *J. Appl. Meteor.*, 42, 1391–1405.